

*SEDIMENTOLOGIA DEL GRUPO SARMIENTO EN UN PERFIL
UBICADO AL SUDESTE DEL LAGO COLHUE HUAPI,
PROVINCIA DE CHUBUT*

LUIS A. SPALLETTI ⁽¹⁾ y MARIO M. MAZZONI ⁽¹⁾

RESUMEN

Las sedimentitas del Grupo Sarmiento aflorantes en un perfil de la Patagonia extrandina han sido clasificadas como chonitas y homeconglomerados, y constituyen tres ciclos sedimentarios que se correlacionan —tentativamente— con otras tantas edades mamífero.

El estudio estratigráfico y sedimentológico ha permitido interpretar que los materiales han sido transportados por el viento desde centros efusivos ubicados —en sentido amplio— al oeste de la zona de acumulación; el proceso de sedimentación ha sido principalmente subaéreo, aunque también hay evidencias de depositación subácuea en cursos poco profundos y de bajo régimen de flujo y en cuerpos más estancos. La cuenca de acumulación tuvo la configuración de amplias planicies de escaso gradiente en las que se desarrollaron varios niveles edáficos que soportaban vegetación arbustiva; las condiciones climáticas eran cálido-templadas, con temperaturas y humedad relativamente elevadas, que alternaban con cortos períodos de mayor sequedad ambiental.

Por último, el Grupo Sarmiento es interpretado como un paleo-loess eoceno-oligocénico, dada la notable similitud que sus sedimentitas guardan con los depósitos loésicos cuaternarios, en especial los de la Pampasia. Su acumulación, que demandó varios millones de años, constituye un hecho único y de importancia para la mejor comprensión de la geología terciaria patagónica.

ABSTRACT

Sarmiento Group sediments cropping out in the proximity of Colhué Huapi Lake (Central Patagonia), have been classified as chonites and homeoconglomerates. It has also been established that they conform three different sedimentary cycles, apparently correlated with same number of Land-mammal Ages.

Stratigraphic and sedimentologic analyses reveal eolian transportation of pyroclastic materials from effusive centers placed —in a wide sense— west of the depositional basin. The process of sedimentation has been mainly subaerial, though aqueous accumulation in shallow low flow-regime streams and in standing water bodies is also evident.

⁽¹⁾ Cátedra de Sedimentología, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, Carrera del Investigador Científico, CONICET.

Obra del Centenario del Museo de La Plata, Tomo IV, de pág. 261 a 283.

Basin topography was regular and smooth. Brunizem type paleosols supporting grass vegetation frequently developed on these broad plains. Climate was temperate to warm; moreover, long periods of high humidity alternated with short drier ones.

Through detailed analysis of Sarmiento sediments and its comparison with Quaternary deposits, especially those of Pampean area, it is concluded that Sarmiento Group constitutes a paleo loess, encompassing an interval of deposition no less to 30 m.y. (Eocene-Oligocene).

INTRODUCCION

Este trabajo constituye un nuevo aporte del denominado Plan Terciario —auspiciado por el CONICET— y que está destinado al conocimiento de las unidades de esa edad que ocupan nuestro sector patagónico extrandino.

Particularmente, con este trabajo se pretende caracterizar, por medio de análisis estratigráficos y sedimentológicos de detalle, al Grupo Sarmiento (Simpson, 1941; Pascual y Odreman, 1972; Andreis et al., 1975), que por su extenso desarrollo areal reviste singular significado geológico y de comparación estratigráfica con el resto de las unidades supra e infrayacentes de la región.

A pesar de la importancia de este conjunto de materiales y de su frecuente cita en los trabajos geológicos, no se poseen aún datos suficientes ni precisos sobre sus características litológicas y menos todavía sobre las condiciones imperantes en el momento de su depositación. Al respecto, sólo se pueden mencionar estudios generales (Feruglio, 1949; Andreis et al., 1975) o específicos de áreas restringidas (Brandmayr, 1932; Chaffee, 1952; Andreis, 1972). Es por ello que el objetivo final del estudio ha sido el de caracterizar litoestratigráficamente a la unidad, evaluar la intensidad de los cambios litológicos dentro de la misma, establecer las condiciones de sedimentación, los ambientes en los que tuvo lugar y la procedencia de los detritos que la constituyen.

Para la concreción de estos fines ha sido escogido un perfil completo del Grupo Sarmiento ubicado a unos 120 Km hacia el oeste de Comodoro Rivadavia, en la provincia de Chubut, aledaño al Km 163 de la ruta nacional 26 que conecta la citada localidad con la de Colonia Sarmiento. En el sitio de estudio, las sedimentitas y las vulcanitas que las coronan integran la barda sudoriental de la cuenca del lago Colhué Huapí.

La elección de este perfil para la realización de los trabajos se debió a una serie de factores, entre los que se destacan las inmejorables condiciones de acceso, la muy buena exposición de las rocas a analizar, la presencia de restos fósiles de vertebrados —actualmente estudiados por investigadores de la Cátedra de Paleontología de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata—, la existencia de una secuencia bastante completa de la unidad, con contacto basal visible y techo coronado por coladas volcánicas, y —finalmente— por la ubicación geográfica de las exposiciones que, por estar en el centro de la Patagonia extrandina, se supone han de ser bien representativas del Grupo objeto de estudio.

AGRADECIMIENTO

Los autores quieren dejar constancia de su reconocimiento al Dr. Rosendo Pascual, quien sugirió la realización del trabajo, mostró permanente interés durante la investigación y aportó importantes ideas y sugerencias que han sido de gran utilidad para la elaboración de las conclusiones.

DESCRIPCION DEL PERFIL

El perfil estudiado está constituido por dos términos. Uno inferior, de carácter sedimentario- piroclástico, y otro superior de naturaleza volcánica. El espesor total de la sección es de 114,5 metros, de los que 91,5 metros corresponden a los estratos sedimentarios y los 23 metros restantes a las vulcanitas. La disposición de las capas es aproximadamente horizontal, ya que se ha determinado un rumbo de 100 grados con inclinación de 3 grados al nor-noreste.

Las sedimentitas del Grupo Sarmiento se apoyan sobre un abigarrado conjunto de pelitas pertenecientes a la Formación Río Chico, de las que pasan en forma gradual. Los empinados paredones que constituyen sus afloramientos muestran los caracteres típicos del Grupo en toda el área patagónica extrandina (Cf. Andreis et al., 1975), esto es un conjunto de sedimentitas poco coherentes, de tonalidades claras (esencialmente blanquecinas a grisáceas), granulometría aparentemente fina y aspecto macizo de los componentes estratigráficos de orden menor. A todos estos rasgos se le suma la persistente continuidad lateral de cada una de las litologías que constituyen el perfil.

Con todo, al revisar con mayor detalle las afloramientos, surgen rasgos menores que permiten diferenciar distintos tipos de rocas y estructuras; ellos son los que en definitiva han resultado útiles en la discriminación de los términos constitutivos de la secuencia sedimentaria. Es así que mediante observaciones minuciosas hemos podido reconocer dos tipos de componentes: por un lado los finos, que de acuerdo con la nomenclatura de Teruggi et al. (1977) se designan como *chonitas*, y por el otro los gruesos, que según la clasificación de Spalletti y Mazzoni (1975) deben denominarse *homeoconglomerados*.

Las chonitas —piroclastitas pelíticas cuyo tamaño de grano es inferior a los 62 micrones (Teruggi et al., 1977)— han sido descriptas someramente para esta unidad en otro trabajo (Andreis et al., 1975). En relación con este tipo litológico, hemos encontrado algunos inconvenientes de orden nomenclatural, dado que si se reserva exclusivamente la designación chonita para todas las rocas piroclásticas finas, la mayor parte de la secuencia estudiada estaría incluida dentro de la misma denominación; de esta manera, pasarían inadvertidas diferencias que, si bien son sutiles, deben documentarse, más aún si se tiene en cuenta la monotonía general que presentan las secuencias del Grupo Sarmiento. Es por todo esto que después de un minucioso análisis hemos decidido subdividir a las chonitas en tres tipos, basándonos en características texturales y de aspecto megascópico; como se verá, estas variedades resultan fáciles de diferenciar después de observaciones más o menos detalladas de las muestras de mano.

Las variedades reconocidas son: chonitas cineríticas, chonitas bentoníticas y chonitas *sensu stricto*.

Las *chonitas cineríticas* tienen el aspecto de tobas deleznales muy finas que recuerdan a las cineritas (1). Se trata de limos de color blanquecino amarillento, a gris claro (color ceniza típico), son algo más resistentes a la erosión —puesto que en ocasiones forman pequeños resaltos en la barranca—, se desmenuzan con cierta facilidad en sus componentes individuales o forman terrones ecuanes y redondeados con sus caras más o menos planas, y la sensación al tacto es de fuerte aspereza.

(1) Debemos señalar que si bien el término cinerita, según Teruggi et al. (1977), designa a piroclastitas psamíticas poco consolidadas de composición vítrea, hemos creído oportuno adoptar la adjetivación cinerítica para estas pelitas, en virtud de su notable semejanza —composicional y textural— con las citadas psamitas. Más aun, es nuestra opinión que una buena parte de las sedimentitas piroclásticas que se designan como cineritas deben ser en realidad chonitas cineríticas.

Por su parte, las *chonitas bentoníticas* tienen aspecto más fino o arcilloso en relación con las anteriores. Se trata de pelitas "fragmentosas" (Cf. Feruglio, 1949) y agrietadas que rara vez muestran superficies frescas en afloramiento, ya que se presentan cubiertas por desmoronamientos de sus propios detritos. Estas sedimentitas jamás se parten en sus componentes individuales, forman terrones ecuanteros pero con bordes irregulares o angulosos, y muestran paredes cóncavas y brillantes constituidas por compuestos arcillosos. Otra peculiaridad que las diferencia de las anteriores es su particular comportamiento frente a la hidratación, ya que cuando se las moja se originan paredes "jabonosas" en la superficie de los fragmentos. En general, el color de las *chonitas bentoníticas* es algo más oscuro que el de las cineríticas, prevaleciendo las tonalidades ocráceas a verdosas.

Finalmente, las *chonitas s. str.* representan una variedad intermedia entre las litologías antes descritas; presentan contenidos aparentemente semejantes de fracción limo y arcilla, y tanto su aspecto megascópico como sus caracteres mecánicos son híbridos en comparación con *chonitas bentoníticas* y cineríticas.

En cuanto a las estructuras mecánicas de las *chonitas* del Grupo Sarmiento, debemos señalar que sólo fue posible advertir estratificación de tipo exclusivamente tabular. Esta estratificación —con los rasgos típicos de las sedimentitas piroclásticas (Cf. Pettijohn et al., 1972; Teruggi et al., 1977)— es grosera y sólo queda definida por los cambios de una a otra litología. No se han encontrado o resultan difíciles de identificar estratos superpuestos de un mismo tipo de roca; esto sólo se ha hallado en la base de la sucesión, donde cuatro capas de *chonitas bentoníticas* aparecen en contactos mutuos. En síntesis, es de destacar que en general la estructura queda evidenciada gracias al distinto comportamiento de las litologías frente a la erosión y, en parte también, por las tenues diferencias en tonalidad.

Los valores extremos de espesor que comprenden a los estratos de *chonitas* son muy variables y van desde 30 centímetros a 13 metros; con todo, la mayoría de las capas son de carácter potente y alcanzan —en promedio— el valor de 2 metros.

Por último, los *homeoconglomerados* son psefitas intraformacionales que poseen clastos de *chonitas* en matriz *chonítica*; se hacen muy difíciles de reconocer en la secuencia, dado que se confunden con sedimentitas piroclásticas finas. Sus coloraciones son blanquecinas, a veces verdosas y otras rosadas; la potencia de sus estratos —de carácter macizo— varía entre 50 centímetros y 5 metros, en tanto que sus formas van de tabulares a lenticulares (las primeras más comunes en los términos altos de la secuencia sedimentaria, en tanto que las otras son más frecuentes en la porción media y media inferior). Las capas de *homeoconglomerados* forman, por lo general, saledizos en la barranca. Además, sus clastos son de escasas dimensiones (no más de 5 centímetros), salvo en las dos camadas más altas (fig. 1) en las que llegan hasta los 15 centímetros; estos caracteres permiten clasificarlos como *homeoconglomerados medianos* y *gruesos*, respectivamente.

El análisis de detalle de la secuencia piroclástica ha permitido establecer que la sedimentación de los distintos términos litológicos guarda una ciclicidad bastante notoria según sectores dentro del perfil. A los efectos de evitar subjetividades, la determinación de los ciclos sedimentarios se efectuó en base al método estadístico de Selley (1969).

A través de esa técnica, se ha podido establecer que los primeros 43 metros de la secuencia (fig. 1) están caracterizados por la alternancia rítmica de *chonitas cineríticas* y *chonitas sensu stricto*, aunque en la porción basal se dan ciclos monotemáticos *chonita bentonítica-chonita bentonítica*.

Entre los 43 y 70 metros de espesor, el ciclo modal (Duff et al., 1967) es de tipo *chonita cinerítica-chonita bentonítica* exclusivamente (fig. 1); por último,

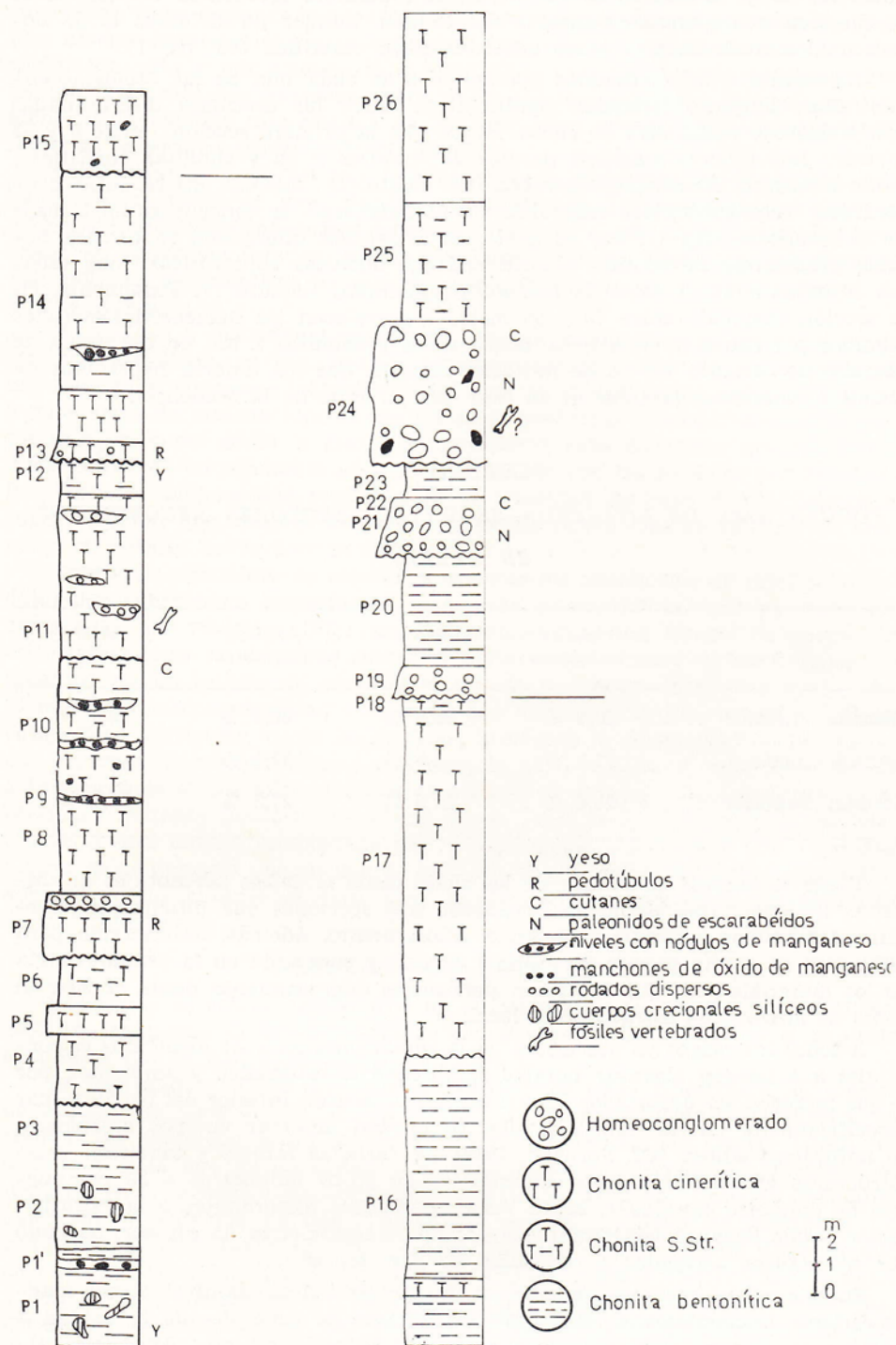


Fig. 1. Perfil columnar de las sedimentitas del Grupo Sarmiento en la barda sudeste de la cuenca del lago Colhué Huapi.

entre los 70 y 95 metros se encuentra con máxima frecuencia estadística el pasaje homeoconglomerado-chonita bentonítica, aunque puede darse el de homeoconglomerado-chonita sensu stricto-chonita cinerítica (Cf. fig. 1).

En cuanto a los contenidos porcentuales de cada una de las litologías encontradas, surgen diferencias significativas entre las secciones discriminadas con el método estadístico de ciclos. Es así que la primera sección (entre 0 y 43 metros) hay tenores máximos parejos de chonitas s. str. y chonitas cineríticas, junto a escasos homeoconglomerados (Cf. cuadro 1); además, las chonitas bentoníticas —con contenidos relativamente abundantes— se concentran en la base de la secuencia (fig. 1). Por su parte, en la sección intermedia se verifica notable predominio de chonita cinerítica, luego chonitas bentoníticas, muy escasas chonitas s. str. y falta de homeoconglomerados (cuadro 1). Finalmente, en la sección cuspidal (entre 70 y 95 metros) prevalecen los homeoconglomerados seguidos por chonitas cineríticas, bentoníticas y chonitas s. str. en ese orden de abundancia (cuadro 1); es de destacar también que los tenores registrados de chonitas cineríticas pertenecen en este caso al tope de la secuencia.

CUADRO 1
PORCENTAJES DE LITOLOGIA SEGUN LOS SECTORES RECONOCIDOS
EN PERFIL

	Chonitas bentoníticas	Chonitas s. str.	Chonitas cineríticas	Homeoconglomerados
Sección inferior	20,4 %	38,4 %	38,9 %	2,3 %
Sección media	37,1 %	1,5 %	61,4 %	—
Sección superior	20,6 %	17,5 %	27,8 %	34,1 %

Tanto el análisis de detalle de los ciclos como el de los porcentajes de distintas litologías han permitido reconocer tres secciones que difícilmente pueden diferenciarse a simple vista en el afloramiento. Además, han servido para establecer en forma precisa un cambio notorio y constante en la granulometría de los materiales, los que muestran persistente engrosamiento desde la base al techo de la columna estratigráfica local.

A todos los rasgos ya descriptos, se le suman una serie de elementos estructurales que pueden alcanzar notable significado estratigráfico y ambiental, por lo que merecen ser destacados. Es así que en la sección inferior del perfil, y más específicamente en las capas basales, se pueden observar cuerpos crecionales de naturaleza silícea (Cf. Feruglio, 1949) de variadas formas y tamaños; estas estructuras van desde cuerpos subesféricos de pocos milímetros a 20 centímetros de diámetro (geodas?), hasta venas o tabiques discordantes a la estratificación —que llegan a conformar cuerpos de 15 centímetros de espesor, pasando por estructuras alargadas y tabicadas de tipo septaria.

En este mismo sector se concentran las características manifestaciones manganesíferas frecuentemente descriptas en los perfiles generales de la unidad a lo largo de todo su ámbito de formación (Cf. Feruglio, op. cit.; Andreis et al., 1975). En nuestro caso se trata de dos rasgos típicos: por un lado nódulos concentrados en cuerpos lenticulares de 25 a 50 centímetros de potencia y de hasta 50 metros de desarrollo lateral, y por otro manchones oscuros de óxido de manganeso raramente superiores a los 5 centímetros de diámetro que aparecen dis-

persos en los distintos tipos litológicos, aunque son más comunes en las chonitas cineríticas. Cabe destacar que las concreciones manganesíferas encontradas ocupan niveles estratigráficos algo más altos con respecto a las descritas por Feruglio (op. cit.) y por Andreis et al. (op. cit.). Con todo, es de consignar que las manchas rara vez aparecen fuera de la sección inferior y tan sólo se han identificado algunas intercaladas en los más altos niveles de homeoconglomerados de la sección superior (P 24; fig. 1).

Otros elementos, ya no tan frecuentes, pero exclusivos de la sección más baja, son las venas de yeso blanco a transparente que aparecen incluidas en niveles de chonitas bentoníticas basales y chonitas s. str. ubicadas en el tramo medio de la sección inferior. Rasgos similares han sido descritos por Feruglio (op. cit.) en sedimentitas de esta unidad que afloran en la vecina región de Colhué Huapi.

En cuanto a las estructuras biogénicas que acompañan a las rocas de la columna estudiada, se han podido reconocer restos fósiles de vertebrados en un nivel muy conspicuo ubicado en la capa P 11 del tramo inferior (fig. 1) y paleonidos de escarabéidos en los términos psefiticos correspondientes al sector más joven del perfil. A este último respecto, cabe consignar que los paleonidos coinciden ampliamente en forma y tamaño con los hallados por Frenguelli (1939) en piroclastitas terciarias de la localidad de Paso Flores. Asimismo, cabe consignar que también se han identificado canaliculos de raicillas en chonitas cineríticas de la sección inferior.

Tanto los paleonidos de escarabéidos como los canaliculos de raicillas o pedotubulos constituyen importantes evidencias paleoedáficas, que ya han sido destacadas por Andreis (1972) en las sedimentitas del Grupo Sarmiento. A estos indicadores se les puede sumar el hallazgo de cutanes (principalmente argillanes) en un estrato de chonitas s. str. de la sección inferior y en los dos niveles de homeoconglomerados de la sección alta de la secuencia (fig. 1). Estos cutanes, en particular los de las psefitas, favorecen la desintegración de las rocas en trozos subredondeados y ecuanes, lo que confiere un aspecto irregular a la superficie de los afloramientos en los que se destacan prominencias y depresiones bastante notables. La presencia de cutanes en sedimentitas pertenecientes a esta unidad también ha sido documentada por Andreis (op. cit.). Por último, es de destacar que en uno de los estratos de homeoconglomerados (P 21), además de los cutanes se han identificado buenas estructuras paleoedáficas de tipo columnar.

METODOLOGIA EMPLEADA

Las tareas de campo consistieron en el muestreo estratificado (Cf. Griffiths, 1967) de cada una de las unidades de sedimentación descritas en el capítulo anterior y que se han mostrado en la figura 1.

En laboratorio, se procedió a la preparación de estas muestras a los efectos de analizar la distribución granulométrica y la composición mineralógica. El trabajo fue efectuado según los lineamientos establecidos por Carver (1972), es decir que cada uno de los ejemplares recolectados fue sometido a métodos de desagregación mecánica de intensidad progresiva, por vía húmeda mediante agitación y ebullición en agua oxigenada, con la finalidad de separar a los componentes individuales de cada una de las sedimentitas; es de destacar que en todos los casos fue evitada la desagregación con pilón y mortero de porcelana y con vibrador ultrasónico (2). La tarea de desagregación se completó con dispersión de los materiales en una solución de hexametáfosfato de sodio (Calgón) al 4 %.

(2) Esta precaución fue tomada a fin de no destruir posibles agregados naturales, como por ejemplo clastos cineríticos de homeoconglomerados o clastos líticos piroclásticos diseminados en la masa de rocas más finas.

Una vez completada esa operación se procedió a la separación en húmedo de los componentes clásticos con el empleo de un tamiz de 62 micrones. De esta manera, por cada muestra, se obtuvieron los lotes pelítico y psamítico respectivamente. Más tarde se realizó el tamizado en seco de los componentes arenosos según la técnica detallada por Ingram (1972) y el pipeteo de los pelíticos de acuerdo al método de Galehouse (1972).

Posteriormente al tamizado se efectuó la separación de los componentes livianos y pesados de la fracción 88-125 micrones con el empleo de bromoformo y según la técnica detallada por Teruggi (1949). Estos materiales fueron luego utilizados para efectuar las determinaciones mineralógicas y de redondez (según método y escala de Powers, 1953) por vía microscópica. Es de destacar, al respecto, que desde el punto de vista composicional también se efectuó el control de la fracción mayor a los 250 micrones, aunque mediante el empleo de lupa binocular.

Por otra parte, después de finalizado el pipeteo, se extrajo la clase limo grueso para control composicional por microscopía, en tanto que la fracción arcilla —más específicamente la menor a 2 micrones— se utilizó para el estudio composicional por difracción de rayos X. En lo que atañe a este último aspecto, cabe agregar que el procedimiento empleado ha sido similar al detallado por Lluch y Spalletti (1976), utilizándose en la oportunidad equipo Phillips con tubo emisor de cobre de 1,54 Å; es de señalar, también, que por cada muestra se obtuvieron tres difractogramas, correspondientes a muestra normal (secada a temperatura ambiente), glicolada (después de sometida durante dos horas a vapores de etilen glicol) y calcinada (luego de calentada a 550°C también durante dos horas).

COMENTARIO SOBRE LOS RESULTADOS DEL ANALISIS GRANULOMETRICO

Los resultados obtenidos con el análisis granulométrico han sido, si se quiere, sorprendentes, puesto que los sedimentos más finos del perfil de campo (chonitas bentoníticas y chonitas s. str.), mostraban distribuciones con alta participación de componentes psamíticos, en tanto que las rocas más gruesas (chonitas cineríticas) revelaban pobreza manifiesta en fracción arena.

Esta contradicción motivó en los autores el análisis minucioso por vía óptica de cada una de las fracciones granulométricas obtenidas durante el tamizado, el que puso de manifiesto falencias de orden técnico que deben ser comentadas. En efecto, el control microscópico reveló que la tonalidad de la arena mediana y gruesa, más gran parte de la arena fina, de las chonitas bentoníticas y chonitas s. str. estaba formada por agregados deleznales de partículas muy finas (arcillosas). Este inconveniente podría haberse salvado con la utilización de técnicas más rigurosas de desintegración; pero como comentáramos anteriormente, la tan particular litología de la columna estratigráfica sarmientense (presencia de homeoconglomerados de clastos poco coherentes y de clastos de cineritas dispersos en rocas más finas) ha impedido usar ese recurso técnico.

Por su parte, el pipeteo de las chonitas bentoníticas también se ha visto obstaculizado por la formación de suspensiones permanentes de compuestos arcillosos que no han permitido llevar los análisis más allá de las fracciones limosas gruesas. Además, en las suspensiones de todas las muestras —y en particular de los grados correspondientes a limo grueso— también se han identificado algunos agregados no naturales que impiden conocer el verdadero comportamiento textural de las fracciones pelíticas.

Todo este cúmulo de inconvenientes nos ha impedido entonces dar a conocer en forma cuantitativa, la constitución granulométrica de los sedimentos analizados. Empero, para el caso de las chonitas cineríticas no es aventurado destacar su composición eminentemente limosa, acompañada de tenores subordina-

dos y variables de partículas arcillosas, más escasas proporciones de ceniza muy fina. Esta composición mecánica no hace más que corroborar las descripciones de campo de las citadas sedimentitas (Q. qv.).

ANÁLISIS COMPOSICIONAL

Son realmente escasas en la literatura sedimentológica las referencias a la composición de las sedimentitas del Grupo Sarmiento. Sólo en el trabajo de Bordas (1943) figuran algunos datos generales sobre la constitución de la fracción arena de bentonitas muestreadas en zonas cercanas a la del presente estudio (Barranca sur del lago Colhué Huapí y Meseta del Humo); sin embargo, debemos destacar que nuestros resultados no concuerdan con los del autor citado, ya que hemos podido identificar un mayor número de especies minerales, a la vez que las proporciones de cada componente aparecen fuertemente alteradas respecto a las indicadas por Bordas (op. cit.).

El análisis composicional de la clase 88-125 micrones ha revelado que las sedimentitas del Grupo Sarmiento poseen una constitución relativamente homogénea, en la que resaltan, con tenores siempre mayores al 59 %, las trizas vitreas. Estos componentes piroclásticos muestran variadas características, ya que se han reconocido variedades incoloras y otras castañas, macizas y pumíceas, y frescas y alteradas. Los rasgos más salientes de los vitroclastos son su marcada angulosidad, la presencia de vesículas esféricas y estiradas, las formas de "Y", las paredes fuertemente cóncavas y la pobreza de superficies fluidales. En general, es de consignar que predominan las trizas incoloras y macizas, muy similares a las descritas por Heiken (1972, 1974). Estas variedades presentan índice de refracción de 1,501, en tanto que las trizas y pulvículas de tipo pumíceo muestran valores algo inferiores (1,498).

En el cuadro 2 pueden consultarse las proporciones de vidrio alterado, fresco macizo, fresco pumíceo y castaño para las fracciones de 88-125 micrones de algunas muestras, tenores que sumados permiten clasificar al sedimento estudiado como toba (o chonita) o toba (o chonita) vítrea (Cf. Teruggi et al., 1977).

Otros componentes que se presentan con porcentajes variables entre 1 y 20 % son los clastos líticos. Consisten fundamentalmente en agregados poco coherentes de chonitas vítreas por lo que no es raro que buena parte sea el resultado de la incompleta desagregación de las sedimentitas.

Entre los feldespatos se destaca neta predominancia de plagioclasas, en su mayoría frescas; no es raro encontrar individuos con estructuras zonales y otros

CUADRO 2
COMPONENTES LIVIANOS, FRACCIÓN 88-125 MICRONES

Muestra	VIDRIO				Lí	FELDES.		Cuarzo
	Alt.	Fco. Macizo	Fco. Pum.	Cast.		Plag.	Potás.	
23	57,92	11,31	1,81	4,07	4,52	19,46	—	0,45
15	8,43	44,58	29,72	3,21	1,61	11,65	—	0,80
14	27,18	23,69	9,06	—	20,21	13,24	1,04	5,57
7	30,88	30,15	6,25	—	17,65	13,24	—	1,47
5	25,53	35,81	4,61	1,42	15,25	17,02	—	—
2	82,72	2,88	—	—	4,12	9,88	—	0,41

Alt.: alterados; Fco.: fresco; Pum.: pumíceo; Lí.: líticos; Feldes.: feldespatos; Plag.: plagioclasas; Potás.: potásico.

CUADRO 3

COMPONENTES PESADOS, FRACCION 88-125 MICRONES

M.	(1)		Porcentaje sobre total de pesados menos Op. y Ba.								I.M.
	Op.	Ba.	Ep.	Hn.(X)	Bt.	Hp.	Au*	Ap.	Gn.	Mc.	Gr.
23	85,5	—	27,7	22,3	22,2	22,3	5,6	—	—	—	—
15	37,7	21,7	14,3	21,4	3,6	50,0	—	3,6	3,6	—	—
14	51,8	24,8	3,0	24,2	—	60,6	3,0	3,0	3,0	—	3,0
7	62,7	5,2	16,3	20,9	4,6	30,2	—	—	—	16,3	11,6
5	46,0	20,4	6,5	15,2	2,2	67,4	—	—	4,3	4,3	—
2	65,3	8,0	7,5	15,0	35,0	30,0	—	2,5	—	7,5	2,5

(1): porcentaje sobre total de pesados; Op.: opacos; Ba.: baritina; M.: muestra; Ep.: epidoto; Hn.(X): hornblenda más lamprobolita; Bt.: biotita; Au*: augita más augita titanada; Ap.: apatita; Gn.: granate; Mc.: muscovita; Gr.: circón; I.M.: índice de madurez.

con fin
se han
porcen
es and
El
fracció
limpide
es de c
frecuen
poco m
Por
predom
absolut
ser mo
dondez
promed
En
individu
augita
dondez
según l
tico (C
ticular
mayoría
denota
Por
porción
a los qu
La
veló la
en las p
dominio
volcánic
trizas v

M

23
15
14
7
5
2

M.: muestra;
Prism. y pri
Braquirol.: bra

con finos rebordes de material vítreo. Es de mencionar que en algunas ocasiones se han identificado piroclastos mixtos (Peltz, 1972) de plagioclasa-vidrio. Los porcentajes de plagioclasa van de 9,9 a 19,5 % (cuadro 2); su composición media es andesina.

El cuarzo también ha sido hallado entre los componentes livianos de la fracción 88-125 micrones; se encuentra bajo la forma de individuos angulosos y lípidos, y a excepción de una muestra no supera el 1,5 % (cuadro 2). Además, es de consignar que en el lote de arena liviana muy fina se han identificado frecuentes partículas de ópalo biogénico, que se analizarán con mayor detalle poco más adelante.

Por su parte, entre los componentes pesados de la clase 88-125 micrones, predominan las variedades opacas (probablemente magnetita), con porcentajes absolutos que varían entre 37 y 85 % (cuadro 3). Los clastos de opacos pueden ser monominerales, con rebordes vítreos o mixtos, y presentan grados de redondez variables que van desde muy angulosos a bien redondeados, con valores promedio que oscilan entre 0,39 y 0,45 (subredondeados).

Entre los pesados de naturaleza clástica más importantes se encuentran individuos de anfíbol (hornblenda y lamprobolita) y piroxenos (hiperstenos, augita y augita titanada); ambos componentes aparecen con buen grado de redondez, ya que en promedio se pueden considerar subredondeados a redondeados según la muestra. Son también importantes los tenores de biotita y epidoto clástico (Cf. cuadro 3), aunque su redondez es algo menor. Cabe una mención particular para la baritina, que aparece en cantidades relativamente altas en la mayoría de las muestras (véase cuadro 3) y con redondez muy baja, lo que denota su carácter autigénico.

Por último, debemos mencionar que en forma saltuaria y en escasa proporción se han identificado individuos redondeados de apatita, granate y circón, a los que se asocian en variado tenor clastos de muscovita poco desgastados.

La observación con lupa de los componentes arenosos finos y medianos reveló la existencia de la misma asociación mineral, empero con cambios notables en las proporciones. Es así que en la totalidad de las muestras se destaca el predominio de litoclastos choníticos porfíricos, a los que se subordinan litoclastos volcánicos rojos de textura fina y formas tabulares. También se han observado trizas vítreas transparentes o incoloras de formas chatas, triangulares, pirami-

CUADRO 4
COMPONENTES DE LA FRACCIÓN PELÍTICA

M	M. ARC.	L I M O		
		VITROCLASTOS	OPALO BIOGENICO	
			%	Características
23	Montm.	Escasos	5-10	Prismatolitos, espículas sub.
15	"	Muy abundantes	15-20	Espículas y prism., halter. sub
14	"	" "	2-3	Prismatolitos
7	"	" "	5	Prismat., braquiol. subord.
5	"	" " (X)	5	Prismat., braquiol. subord.
2	"	Escasos	20-25	Prism., braquiol. y halt. sub.

M.: muestra; M. ARC.: mineral de las arcillas; Montm.: montmorillonita; (X): mucha pumita;
Prism. y prismat.: prismatolitos; halteriol.: halteriolitos; sub.: subordinados.
Braquiol.: braquiolitos.

dales y agregadas, macizas y/o con canaliculos paralelos o convergentes, y con inclusiones de burbujas; en forma subordinada se han hallado trizas vitreas macizas y angulosas de color negro (taquillitas; Heiken, 1972).

En cuanto a los componentes pelíticos, el análisis por vía óptica de limos gruesos ha mostrado la presencia de dos constituyentes importantes (cuadro 4). Por una parte las pulvículas vitreas, que guardan estrecha correlación en proporciones y características generales con las correspondientes a la fracción 88-125 micrones (Cf. cuadros 2 y 4). Por otro lado, se destacan los elementos orgánicos de composición silicea, constituidos por partículas de ópalo que aparecen con contenidos variables entre 2 y 25% según las muestras (cuadro 4) y que —analizadas detalladamente— pueden clasificarse en base a su morfología como silicobiolitos de origen vegetal y espículas de espongiarios. Entre los silicofitolitos se han reconocido células silíceas que según Bertoldi de Pomar (1971, 1972) deben denominarse prismatolitos, braquiolitos y halteriolitos, estos dos últimos en forma subordinada. Al parecer, estos restos parecen coincidir con los descritos por Frenguelli (1930) como elementos epidérmicos y de tejido fibro-vascular de gramíneas.

Es de destacar, finalmente, que la fracción arcilla menor a 2 micrones está —como lo indicara Bordas (1943)— exclusivamente representada por montmorillonita; así lo evidencian los difractogramas de rayos X que muestran reflexiones de 14, 17 y 10 Amstrongs en muestra normal, glicolada y calcinada, respectivamente (fig. 2).

La descripción efectuada permite entonces deducir que las sedimentitas del Grupo Sarmiento están caracterizadas, en el área estudiada, por una notable homogeneidad composicional a través de todo su espesor. El análisis mineralógico no ha permitido en este caso efectuar discriminaciones dentro de ninguno de los sectores de la columna estratigráfica definidos por las proporciones de tipos litológicos y por la ciclicidad en la sedimentación.

Con todo, el estudio composicional comparativo entre litologías nos ha llevado a detectar que las chonitas bentoníticas presentan una serie de características particulares en comparación con las chonitas cineríticas y chonitas s. str.

En la fracción arena muy fina, las chonitas bentoníticas aparecen constituidas por elevados porcentajes de vidrio volcánico alterado y escasos fragmentos líticos, mientras que entre los pesados se destaca el alto contenido de opacos —con buen grado de redondeamiento— y biotita, en detrimento de la proporción de piroxenos y baritina autígena (cuadro 3). Es de señalar, asimismo, que el cálculo del índice de madurez (8) proporciona valores discriminados para chonitas bentoníticas (con alta madurez) y chonitas cineríticas y chonitas s. str. (con menos índices; cf cuadro 3).

También en la fracción mayor a 125 micrones se verifican diferencias entre litologías, ya que las chonitas bentoníticas son más ricas en litoclastos de piroclastitas porfíricas y de vulcanitas rojas; en cambio son deficitarias en trizas vitreas, respecto a las chonitas cineríticas. Por último, en la fracción limo, las chonitas bentoníticas revelan también su escasez en pulvículas vitreas frescas, a lo que suman una relativamente alta proporción de ópalo biogénico (cuadro 4).

(3) En este caso, y basándonos en la escala de estabilidad mineral de Pettijohn et al. (1972), hemos elaborado el siguiente índice de estabilidad:

$$I.E. = \frac{\text{epidoto} + \text{biotita} + \text{apatita} + \text{granate} + \text{muscovita} + \text{citrón}}{\text{hornblenda} + \text{hipersteno} + \text{augita}}$$

AUTOR	FORMA Y ESPESOR	ESTRATIFICACION	COLOR	POROSIDAD (CAPILARIDAD)	TEXTURA
Frenguelli (1955)	Mantos continuos	Falta	Pardo	Alta	Homogénea
Flint (1957)	Mantos, menor a 180 m de espesor	Comúnmente no estratificado	Amarillo, naranja y castaño; gris		Principalmente limo
Pettijohn (1957)	Mantos	Falta de estratificación	Crema (gris, amarillo, castaño y rojo)		Limo
Dunbar y Rodgers (1957)		Poca o ninguna estratificación			Limo seleccionado
Am. Geol. Inst. (1962)		A. No estratificado. B. Comúnmente no estratificado			Predominio de limo, arena fina y/o arcilla subordi- nadas
Gorshkov y Yaku- shova (1967)	De pocos metros hasta 100 m. Excepcionalmente 250 m	Ausente	Amarillo claro, crema	Poroso	Limosa
Embleton y King (1968)		No estratificado	Castaño (gris si no está meteorizado)	Alta (45-65 %)	70-85 % de limo. Arena fina y arcilla
Baulig (1970)					Polvo
		Comúnmente no estratificado			Polvo
Am. Geol. Inst. (1972)	Manto extenso		Crema a amarillento; gris amarillo, rojo	Poroso	Limoso (arcilla y arena fina subordinada)
Chonitas cineríticas del Grupo Sarmiento	Mantos. Del orden de 100 m de espesor	Maciza y potente. Sin estructuras internas	Blanquecino, amarillento a gris	Porosas (?)	Limo con arena y arcilla subordinadas

CARACTERISTICAS DE LOS DEPOSITOS LOESSICOS Y DE LAS CHONITAS CINERITICAS DEL GRUPO SARMIENTO

CUADRO 5

COLOR	POROSIDAD (CAPILARIDAD)	TEXTURA	FRACTURACION	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	FOSILES	CARBONATOS
	Alta	Homogénea	Vertical	Migajosa. Concreciones calcáreas nodulares	Restos de organismos terrestres (huesos, valvas, células, espon- golitos, diatomeas)	Fino, distribución uniforme
De naranja castaño; gris		Principalmente limo	Vertical, disyunción subcolumnar		Fauna terrestre	
(gris, arilla, castaño rojo)		Limo	Vertical			Altamente calcáreo
		Limo seleccionado	Vertical		Caracoles terrestres	Presente, si el detrito original es calcáreo
		Predominio de limo, arena fina y/o arcilla subordi- nadas	A. Vertical			
De claro.	Poroso	Limosa	Vertical	Sistemas de tubos finos verticales de raíces. Concreciones calcáreas		
De (gris si no meteorizado)	Alta (45-65 %)	70-85 % de limo. Arena fina y arcilla		Canaliculos de raicillas verticales	Gasterópodos; fauna de pradera	De 0 a 40 %. Bajo tenor sugiere lavado subsecuente
		Polvo				
		Polvo	Vertical			
De amarillento; amarillo, rojo	Poroso	Limoso (arcilla y arena fina subordinada)		Trama de pequeños y angostos tubos verticales de raicillas	Valvas. Huesos y dientes de mamíferos	Generalmente alto contenido calcáreo
De arcilloso, rojo	Porosas (?)	Limo con arena y arcilla subordinadas	Vertical, algunas estructuras subcolumnares	Canaliculos de raicillas. Localmente cuerpos silí- ceos y nódulos de man- ganeso. Común la estruc- tura migajosa	Huesos y dientes de mamíferos. Células de gramíneas. Espongolitos. Paleonidos de escara- bélidos	Ausentes

	TEXTURA	CARBONATOS	COHERENCIA, GRADO DE CONSOLIDACION	PERFIL	GENESIS, TRANSPORTE Y DEPOSITACION
	Textura de conglomerado terrestre (arena, grava, chichas, coque, piedra, etc.)	Fina, distribución uniforme	Deleznable	Acantilados	Eólico. Fijado en forma de suelo
	Textura arenosa		Inconsolidado	Pendientes abruptas	Dudoso. Depositado primariamente por el viento. Peridésértico o pe- riglacial. Depositación subaérea por caída o por precipitaciones pluviales
		Altamente calcáreo	No consolidado	Paredes verticales	Eólico (también por eluviación)
	Conchitas terrestres	Presente, si el detrito original es calcáreo	A. Inconsolidado; B. Comúnmente no consolidado		Eólico; depositado en tierras altas y planas con moderada lluvia; fija- ción favorecida por cubierta de pastos. Periglacial o peridésértico
			Coherente	Paredes verticales	A. B. Eólico. C. Coluvial Peridésértico. Principalmente eólico. También proluvial, aluvial, deflu- vial y eluvial edáfico
	Conchitas marinas; fauna de pradera	De 0 a 40 %. Bajo tenor sugiere lavado subsecuente		Paredes empinadas	Eólico. Periglacial o peridésértico. Depositado en regiones alejadas donde los pastos y árboles pueden ligar los materiales Eólico. Fijado por la humedad y vegetación Eólico. Peridésértico o periglacial
	Valvas, huesos y dientes de mamíferos	Generalmente alto contenido calcáreo	Friable, inconsolidado, pero algo coherente	Paredes empinadas, casi vertic.	Fuente y origen controvertidos. Se lo cree eólico peridésértico, pe- rialuvial o periglacial
	Huesos y dientes de mamíferos. Óstias de gusano. Esponjas. Polvos de escoria- litos.	Ausentes	Friables	Paredes verticales	Eólico. Depositación en medio edá- ficos

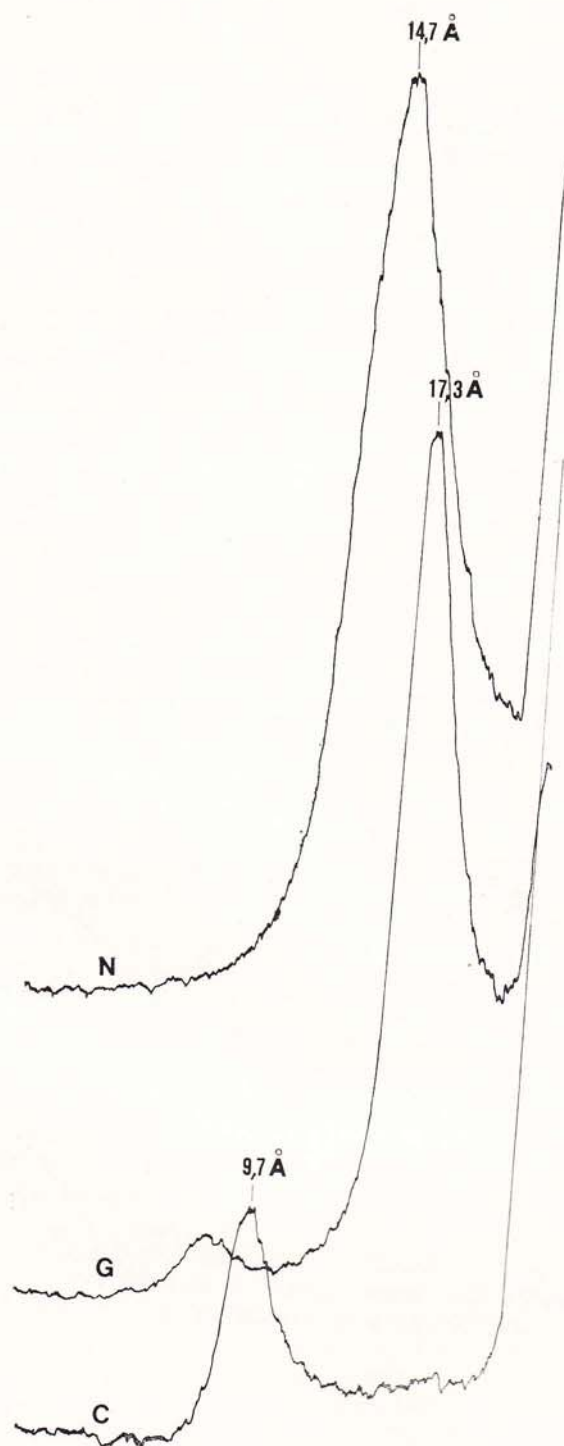


Fig. 2. Diafractogramas típicos de las chonitas del Grupo Sarmiento. N: muestra normal; G: muestra glicolada; C: muestra calcinada.

Origen de los materiales.

La génesis piroclástica de los materiales que componen el Grupo Sarmiento ha sido adelantada por numerosos autores, y en nuestro caso queda expresamente confirmada en especial por evidencias de tipo composicional. Así por ejemplo, la abundancia de trizas vítreas, en la mayoría de los casos sin desgaste, denota esa procedencia y sedimentación a partir de lluvias de ceniza. De acuerdo con las características que se describieran oportunamente, puede deducirse que esas trizas están vinculadas con explosiones que Heiken (1974) denominó como de tipo magmático. Asimismo, la presencia de componentes tales como piroclastos mixtos de plagioclasa-vidrio, los clastos de plagioclasas zonales y con inclusiones vítreas, y la asociación típicamente volcánica de minerales pesados (por ejemplo lamprobolita, hornblenda, hipersteno, augita titanada) refirman las inferencias sobre el origen citado.

En cuanto a la naturaleza de las efusiones volcánicas, debemos advertir que en general la composición mineralógica y relaciones porcentuales de especies livianas (plagioclasa, ortoclasa y cuarzo), así como la de pesados (predominio de opacos más piroxenos, anfíboles y micas) apuntan hacia efusiones de tipo dacítico andesítico. Sin embargo, el contenido de sílice del vidrio presente en estas sedimentitas —que ha sido estimado en base a los valores del índice de refracción (Williams et al., 1954)— denota proporciones elevadas que son equivalentes a las de vulcanitas ácidas (riolitas: Hatch et al., 1961; Turner y Verhoogen, 1960; en parte dacitas: Heiken, 1974, Dalla Salda, com. pers.).

Por otra parte, la continuidad témporo-espacial de las sedimentitas que nos ocupan, permite inferir la existencia de continuos y prolongados aportes de materiales piroclásticos. Este fenómeno debe forzosamente vincularse entonces con procesos efusivos de magnitud regional durante los tiempos terciarios en todo el ámbito patagónico. A pesar de la falta de conocimientos petrográficos detallados no es aventurado correlacionar los fenómenos piroclásticos sarmientenses con los piroclástico-volcánicos de la denominada "Serie Andesítica" (Cf. Feruglio, 1949) o Vulcanitas de Nahuel Huapi (Cazau, 1972), ya que esta entidad es —en sentido amplio— sincrónica con las sedimentitas que nos ocupan (4).

Por lo expuesto, en coincidencia con lo expresado por Feruglio (op. cit.), es nuestra idea que los principales centros volcánicos deberían encontrarse hacia el oeste, en lo que hoy es el ámbito de la Cordillera Patagónica; cerca de esos centros se habrían originado las vulcanitas y depósitos piroclásticos proximales ("Serie Andesítica"), mientras que hacia las áreas más alejadas de esos centros —en lo que hoy es la Patagonia Extrandina— se habrían acumulado los detritos piroclásticos que dieron lugar al Grupo Sarmiento. Es de destacar, al respecto, que el análisis comparativo de la textura de nuestras cenizas con las estudiadas por Di Lorenzo y Remiro (1960) permite suponer un transporte considerable de los materiales sarmientenses desde las zonas de aporte hasta los sitios de acumulación.

Con todo, no debemos descartar la posibilidad de que, durante las edades más jóvenes de formación del Grupo Sarmiento, se haya producido la apertura de algunos centros volcánicos en sectores extrandinos, que serían los responsables

(4) A este respecto, cabe mencionar que el abundante material fosilífero de las sedimentitas del Grupo Sarmiento permite deducir que su sedimentación abarcó desde el Paleoceno-Eoceno inferior (Edad Casamayorensis) hasta el Oligoceno superior (Edad Colhuehuapense) (Cf. Pascual y Odreman, 1971; Marshall et al., 1977). Correlativamente, las vulcanitas de las formaciones Auca Pan, Nahuel Huapi o Ventana ("Serie Andesítica") se han asignado al Oligoceno, Eoceno-Oligoceno y Paleoceno-Eoceno por Turner (1965 a y b), Cazau (1972) y González Bonorino (1973), respectivamente. Cabe destacar que Arkange'sky (1974) ha dado a conocer la datación de una riolacita de la Laguna del Hunco (Chubut) con una edad de 57 ± 3 m. de a. (Paleoceno superior).

de la aparición de las coladas basálticas que se asocian a las sedimentitas y de los depósitos de piropsefitas descriptos por Chafee (1952) en la Rinconada de los López.

El análisis textural de cada uno de los componentes de las chonitas nos ha permitido efectuar algunas inferencias relacionadas con el transporte de los materiales. Es así que la extrema angulosidad de las trizas y pulvículas vitreas —en volumen los constituyentes más importantes del sedimento— sumada al buen estado de conservación de sus formas y superficies originales, señala sin lugar a dudas procesos de transporte en suspensión; este mecanismo está también avalado por la pobre madurez textural de los clastos de cuarzo y micas de esas mismas chonitas. La considerable distancia que pudo mediar desde los centros efusivos hasta el sitio de depositación, nos hace pensar en el traslado eólico de las partículas, tal como lo mencionara Teruggi (1954, 1957) para los constituyentes del denominado loess pampeano. En el caso de los componentes mencionados, y en especial en el de las trizas vítreas, el transporte en suspensión por el viento se vería facilitado por la baja densidad, formas no favorables a la decantación y porosidad elevada de los individuos.

Por otro lado, el más elevado grado de redondeamiento hallado en la mayoría de las especies pesadas, no invalida los agentes de transporte invocados, ya que como fuera expresado por Teruggi (1954) es posible que por su mayor densidad y formas más regulares, estos minerales hayan soportado frecuentes procesos de traslación tractiva, que acarrearía la abrasión de las partículas en movimiento.

Una mención especial merecen las tan peculiares manifestaciones manganesíferas que se presentan en las sedimentitas del Grupo Sarmiento. Estos componentes aparecen bajo la forma de manchones negruzcos e irregulares incluidos en el sedimento, o como nódulos subsféricos deleznales dispersos o más comúnmente concentrados en cuerpos extensos, lenticulares, de reducido espesor y color negruzco.

Son escasos los antecedentes de la bibliografía especializada referidos a la presencia y génesis de manifestaciones manganesíferas de origen continental. Por este motivo, se hace difícil la interpretación de esos materiales en nuestros sedimentos, por lo que nos vemos obligados a formular en forma tentativa y general la hipótesis que a continuación se detalla.

Según la información parcial recogida, y en todos los casos deficiente en datos geoquímicos, los materiales manganesíferos en sedimentos continentales están vinculados con procesos de lavado penecontemporáneo de depósitos piroclásticos o volcánicos (Raguin, 1961; Niccolini, 1970), representados sin duda en nuestro caso por las mismas sedimentitas sarmientenses. Según Bateman (1957), la solubilización del manganeso de las rocas originales se ve ampliamente favorecida por la presencia de materia orgánica que, de acuerdo con la información sedimentológica y paleontológica, debe haber sido abundante durante la depositación de las chonitas. El manganeso puesto en solución —bajo la forma de hidrosol de óxidos, sulfato, bicarbonato o fosfatos (Bateman, 1957)— habría pasado a integrar las aguas superficiales y subterráneas. El proceso de precipitación en condiciones favorables es bastante incierto, aunque en base a los antecedentes y rasgos anotados para nuestras sedimentitas, creemos que podría haberse operado en el fondo de lagunas con aguas oxidantes y ligeramente agitadas. La forma lenticular alargada de las concentraciones parece refirmar esta interpretación. Es probable además que la reprecipitación a partir de los hidrosoles podría haberse activado por acción bacteriana en esos cuerpos lénticos; aunque en este sentido, y de acuerdo a Bateman (1957), la concentración del manganeso pudo también responder a la actividad de estos organismos en suelos.

Independientemente del origen de los nódulos, es también posible que sus concentraciones representen redepositos de materiales pertenecientes a la misma unidad litoestratigráfica, a modo de conglomerados intraformacionales formados

por la acción de corrientes ácuas semejantes a las que formaron los homeoconglomerados cineríticos del Grupo Sarmiento. El carácter poco resistentes de los nódulos es una prueba inequívoca del corto transporte que deberían haber sufrido.

Cualquiera sea la interpretación invocada (singénica o clástico-residual), queda claro que la formación de las manifestaciones manganesíferas está íntimamente vinculada con la litología y con las condiciones ambientales bajo las que se depositó la unidad. Esta conclusión final es de singular significación geológica, puesto que de este modo —y sin lugar a dudas— se demuestra la génesis continental de los nódulos, fenómeno poco conocido y citado en la bibliografía disponible.

Es de destacar que observaciones más detalladas podrán poner en evidencia manifestaciones similares en numerosas capas continentales piroclásticas, ya que si bien los procesos de precipitación del manganeso son más frecuentes en medios marinos, los fenómenos sindiagenéticos bajo condiciones negativas de óxido-reducción no permitirían su preservación en este último ambiente.

Proceso de depositación.

Analizado el proceso de transporte de los materiales desde las áreas de procedencia y el de la precipitación de los óxidos de manganeso, queda ahora por tratar el de la sedimentación clástica; a este respecto se pueden considerar dos alternativas: por un lado la subaérea y por otro la subácuca.

Existen un conjunto de evidencias que apuntan a procesos de depositación subaérea de los materiales; entre las principales, debemos destacar la angulosidad de los componentes más abundantes de la mayoría de las muestras analizadas, lo que denota la ausencia de movilizaciones adicionales de los materiales, aparte de las ya mencionadas eólicas desde los centros efusivos; a este carácter puede sumarse la pobre estratificación de las chonitas, que como opinara Feruglio (1949) puede tomarse como indicio de depositación subaérea a partir de moderados aportes por la caída de cenizas. Por último, el hallazgo de numerosas evidencias de paleosuelos (cutanes, canalículos, nidos de escarabeidos, células de gramíneas) tiende a corroborar que los sedimentos de la columna analizada han soportado frecuente exposición atmosférica.

Sin embargo, por otro lado, hemos encontrado algunas evidencias sedimentológicas y estratigráficas que permiten inferir procesos ácuos durante la depositación de los detritos. En este sentido, pueden utilizarse como elementos de diagnóstico los ya analizados nódulos de manganeso, las capas de homeoconglomerados —cuyos clastos de más de 2 milímetros difícilmente se forman en condiciones eólicas (Cf. Glennie 1970)—, los restos de espículas de espongiarios y la presencia de montmorillonita o sedimentos bentoníticos. Con respecto a estos últimos, debemos señalar que la mayoría de los autores que se han ocupado de su génesis (Bordas, 1943; Feruglio, 1949; Teruggi, 1954, 1955 a) opinan que su formación resulta de procesos de alteración del vidrio volcánico en medios ácuos.

Con todo, debemos destacar que este conjunto de indicios no puede considerarse suficientemente válido para optar por uno u otro proceso de sedimentación. Tal el caso de los paleosuelos que pueden superponerse a cualquier tipo de depósito (subaéreo o subácuco), o el de las células de gramíneas que —como bien lo señalara Bertoldi de Pomar (1972)— pueden ser concentradas por erosión de depósitos subaéreos o suelos y ser redepositadas en medio ácuco, o el de la montmorillonización del vidrio que eventualmente podría producirse en condiciones de alta humedad edáfica o por influencia de niveles de aguas subterráneas. Inversamente, los espongolitos pudieron haberse sedimentado en medio subaéreo y proceder del retrabajamiento eólico de sedimentos subácuos.

De todas formas, lo que sí se puede deducir con cierta seguridad es que los fenómenos ácuos aparecen —por lo general— subordinados a los subaéreos, a la vez que la persistencia temporal de las condiciones hídricas ha sido relativamente menor, dada la abundancia de paleosuelos sobreimpuestos a capas de indudable génesis ácuca (homeoconglomerados) y al reducido espesor de los estratos psefiticos y el de las lentes que contienen las concentraciones nodulares de óxido de manganeso.

En opinión de la mayoría de los autores que se han ocupado de las sedimentitas del Grupo Sarmiento, el proceso de depositación de los materiales se habría producido en amplias regiones de muy escasa pendiente (zonas llanas o poco onduladas) (Cf. Feruglio, 1949; Chaffee, 1952; Pascual y Odreman, 1971; Andreis, 1972; Andreis et al., 1975). Nuestros datos apuntan también en esa dirección, tal como puede deducirse de la gran difusión areal y el relativamente homogéneo espesor de la secuencia. Así también pueden considerarse de gran valor al respecto las capas de hemeoconglomerados que —como mencionáramos en otra oportunidad (Spalletti y Mazzoni, 1975)— deben su formación a sistemas locales de corrientes con bajo poder de erosión y transporte; es decir, se trataría de canales fluviales y arroyos de diseño meandroso, típicos de regiones llanas o de escaso gradiente, con regímenes de flujo tractivos subcríticos (Briggs y Middleton, 1965). Asimismo, la escasa potencia de los depósitos psefiticos permite deducir que estos cursos no han tenido profundidad considerable.

Además, es de destacar que las concentraciones nodulares de óxido de manganeso podrían haberse producido bajo las mismas condiciones, aunque —en coincidencia con las ideas de Feruglio (op. cit.)— no descartamos la posibilidad de la existencia de cuerpos de agua más estancas, de escasa profundidad, dadas las típicas formas lenticulares de poco espesor y la constante extensión de sus depósitos.

Evidencias paleoclimáticas y paleoedáficas.

Han sido varios los investigadores que han tratado de efectuar interpretaciones de tipo paleoclimático en las sedimentitas del Grupo Sarmiento. Sin embargo, la cuestión dista todavía mucho de haber sido resuelta, ya que se aprecian opiniones divergentes provocadas por la variedad de elementos que han sido tomados en consideración para cada una de las inferencias arriesgadas.

Por una parte, nos encontramos con la opinión de Chaffee (1952) quien a partir de evidencias paleontológicas sostiene que el clima imperante durante la depositación de las sedimentitas de la Rinconada de los López (Deseadense) ha sido templado a cálido y con presencia de agua, comparable al de la foresta tropical centroamericana. Son bastante coincidentes las ideas de Pascual y Odreman (1971), autores que infieren condiciones de humedad y temperatura relativamente altas durante el Eoceno inferior (Casamayorense) y el Oligoceno inferior (Deseadense), templado-cálidas en el Oligoceno superior (Colhuehuapense), y templadas durante el Eoceno medio (Mustersense).

Por otra parte, basándose en criterios sedimentológicos, Andreis (1972) supone la existencia de paleoclimas relativamente áridos con variaciones estacionales de humedad, comparables a los de la actualidad en la región de la llanura ubicada al oeste de Buenos Aires y en la provincia de La Pampa. La presencia de nidos de escarabéidos y las evidencias de escasas gramíneas inducen a este autor a referir paleotemperaturas del orden de los 20°C a 25-30°C y escasa humedad ambiental.

Nuestras deducciones paleoclimáticas están sustentadas en evidencias composicionales (bentonitas, baritina, yeso) y pedológicas. Por un lado, existen rasgos que "a priori" aparecen como indicativos de condiciones climáticas de cierta aridez. Tal el caso de los nidos de escarabéidos cuya formación —según Andreis (1972)— requiere de superficies llanas libres de pastos; o el de la ba-

ritina autígena, aunque por su persistencia a lo largo de la casi totalidad de las capas porosas que constituyen el perfil (chonitas cineríticas) y por su notable escasez en las impermeables (chonitas bentoníticas) es mucho más probable que se haya formado epigenéticamente, al igual que las concreciones silíceas de la base de la secuencia formadas posteriormente al proceso de montmorillonización del vidrio que da como resultado la liberación —en solución— del óxido de silicio.

Queda por consignar que las venas de yeso transversales a la estratificación, de considerarse singénicas, podrían indicar condiciones de aridez durante o poco después de la sedimentación de las chonitas bentoníticas ubicadas en la porción más baja de la secuencia.

Contrariamente, y aparte de las ya citadas evidencias sobre la presencia de cuerpos de agua más o menos estables, hay otros elementos que tienden a confirmar la vigencia de condiciones húmedas. Entre los de tipo sedimentológico-estratigráfico merece citarse la frecuente presencia en todas las secciones del perfil, de chonitas bentoníticas, ricas en montmorillonita y con alto contenido de vidrio volcánico alterado. Al respecto, no es aventurado suponer —como lo mencionara Teruggi (1955a, 1957) para los depósitos loésicos cuaternarios de la provincia de Buenos Aires— que parte del material (el alterado) pudo provenir de depósitos de cenizas previos, dada la coexistencia de vidrio fresco y alterado en un mismo sedimento; pero el hecho de la manifiesta y constante alternancia de capas con vidrio fresco (chonitas cineríticas) y capas con vidrio alterado y fresco (chonitas bentoníticas) nos hacen pensar en la posibilidad de la alteración *in situ* de este producto inestable, la que se produciría por acción hídrica preferencial en los estratos de menor granulometría (en los que el vidrio sería más susceptible al proceso de descomposición). En este sentido, la mayor madurez composicional de las chonitas bentoníticas (cf. minerales pesados) refirmaría esta interpretación, ya que podría haberse logrado por disolución intraestratal de los componentes más inestables en condiciones de mayor humectación.

Asimismo, la notable abundancia de silicofitolitos (que contrasta con las deducciones de Feruglio, 1949 y Andreis, 1972), nos inducen a pensar —en coincidencia con las ideas de Pascual y Odreman (1971)— en amplias y temporalmente constantes estepas arbustivas.

Además, la presencia de elementos paleoedáficos (pedotúbulos-raicillas, cutanes de arcilla) similares a los descritos por Andreis (1972) como pertenecientes a horizontes B de suelos zonales, y la falta de concentraciones químicas de tipo carbonático, nos permiten inferir que los suelos sarmientenses debieron ser del tipo de pradera o brunizems, también denominados molisoles udols (Etchevehere, 1962), es decir profundos, bien evolucionados, ricos en materia orgánica y con vegetación de pastos tiernos, muy similares a los mapeados por Cappannini y Domínguez (1961) en el norte de la provincia de Buenos Aires.

Así también, no es de descartar la posibilidad de formación de horizontes hidromórficos (molisoles acuoles) desarrollados sobre las cuencas de inundación de los sistemas fluviales donde pudo producirse la sedimentación de —al menos parte— de las rocas más finas; estos paleosuelos resultarían similares a los que actualmente se desarrollan en la región del delta del Paraná. Asimismo, la edafización hidromórfica podría haber favorecido la montmorillonización de las chonitas bentoníticas.

Cabe consignar, por último, que con la excepción de los escasos niveles yesosos de los términos bajos de la secuencia y dado el carácter diagenético de las demás sales autígenas, no creemos que haya sido frecuente en la secuencia estudiada el desarrollo de los suelos halomórficos (mencionados por Andreis, 1972) debidos a la circulación superficial de aguas salinas.

Todo este cuadro de evidencias no hace más que confirmar que durante la depositación de esta sección del Grupo Sarmiento imperaban condiciones climáticas cálido-templadas con la existencia de períodos estacionales húmedos relativamente extensos que alternaban con otros cortos de mayor sequedad ambiental.

Variaciones verticales en los procesos sedimentarios.

Ya hemos comentado que a pesar de la aparente monotonía de la secuencia, en el Grupo Sarmiento se detectan algunos cambios litológicos que pueden ser utilizados como herramientas de interpretación paleoambiental.

La sección basal muestra paulatino pasaje de chonitas bentoníticas con yeso a chonitas bentoníticas y finalmente a alternancias de chonitas cineríticas y chonitas s. str., entre las que aparecen intercalaciones de niveles lenticulares de homeoconglomerados y manifestaciones manganesíferas (Cf. fig. 1). Estos cambios litológicos revelan progresiva humectación de los ambientes sedimentarios, a la vez que la presencia de ritmos bandeados puede denotar modificaciones alternantes en la posición de los centros efusivos o —más probablemente— en la intensidad de los vientos responsables del traslado de las cenizas; asimismo, hacia el término medio y superior de esta secuencia deben haberse implantado algunos sistemas de drenaje efímero y de bajo régimen de flujo o cuerpos más estancos. Es de destacar que el espesor relativamente elevado de los estratos choníticos no permite suponer que los cambios litológicos se deban a alternancias de tipo estacional.

Durante la depositación de la sección media es quizás cuando se encuentran los períodos de menor humedad ambiental relativa, en virtud del predominio de chonitas cineríticas y escasez notoria de elementos de génesis subácuea. A pesar de que se manifiestan alternancias entre chonitas cineríticas y bentoníticas, el incremento en espesor de los estratos individuales revela que las condiciones de aporte fueron más persistentes en relación con las correspondientes a la sección inferior.

Finalmente, en la última sección se verifican cambios notorios en las condiciones de sedimentación. La energía de los aportes eólicos resulta reducida, dada la abundancia de sedimentos finos acumulados —quizás— en las cuencas de inundación de sistemas de drenaje meandroso o de cuerpos lenticos; además, como lo atestigua la presencia de cuerpos de homeoconglomerados, en la región se implantan con asiduidad cursos de agua de cierta importancia. A la vez, la humedad ambiente habría experimentado incrementos provocando el desarrollo de buenos niveles de paleosuelos sobreimpuestos a depósitos psefiticos y montmorillonización intensa de las chonitas bentoníticas y de la matriz de los homeoconglomerados superiores. Es de destacar, sin embargo, que hacia los términos más jóvenes de este último sector, las condiciones climáticas se pudieron tornar paulatinamente más secas, en tanto que la energía de las corrientes eólicas pudo experimentar incrementos (véase en la fig. 1 el pasaje de chonitas bentoníticas a chonitas s. str. y a chonitas cineríticas, y concomitante desaparición de psefitas intraformacionales).

Por todo lo anteriormente expuesto, y en comparación con los resultados obtenidos por Pascual y Odreman (1971), es probable que nuestra sección inferior pueda corresponder a la edad Casamayorense del Eoceno inferior, la sección media a la edad Mustersense (Eoceno medio) y la sección superior al Deseadense (Oligoceno inferior).

COMENTARIO FINAL SOBRE LAS SEDIMENTITAS ESTUDIADAS

El cúmulo de información obtenida y buena parte de las interpretaciones efectuadas nos han llevado a considerar la posibilidad de que el Grupo Sarmiento pueda asimilarse como un depósito loésico de edad terciaria.

La importancia de esta inferencia nos ha impulsado a efectuar un detallado examen de los rasgos de la unidad y de los motivos que permiten formularla; a la vez nos ha llevado a revisar con ánimo comparativo las definiciones y descripciones más divulgadas sobre loess y que el geólogo general tiene más a su alcance. En el cuadro 5 presentamos una síntesis de los diversos conceptos y rasgos del loess y de las características de las chonitas cineríticas del Grupo Sarmiento por nosotros estudiadas.

Primeramente, nos vemos obligados a hacer un comentario sobre el término loess, ya que los distintos investigadores que de él se han ocupado han expuesto conceptos no del todo coincidentes. Así por ejemplo, algunos han hecho hincapié en los caracteres generales de los depósitos; otros en cambio han puesto énfasis en la roca constituyente o en los rasgos intrínsecos del sedimento; hay por otra parte autores que han preferido definirlo en términos de su origen, y por último existen quienes han combinado en la definición diversos conceptos descriptivos y genéticos. Esta variada gama de enfoques ha hecho que hasta el momento no exista una definición universalmente aceptada del término loess, aunque la tendencia actual es la de prescindir del punto de vista genético.

Con todo, y como es posible deducir del análisis del cuadro 5, no es aventurado suponer que los argumentos de mayor peso en la definición de un depósito loésico serían los siguientes:

1. Sedimento continental, primariamente eólico, asentado sobre amplias llanuras pleistocenas.
2. Depósito detrítico limoso con proporciones accesorias de arena y arcilla.
3. Friable al tacto, inconsolidado pero algo coherente, bastante poroso.
4. Por lo común no estratificado.
5. Con distribución regional de tipo mantiforme (poco espesor y considerable extensión areal).
6. Con evidencias de desarrollos pedológicos.
7. Componentes detríticos variados, aunque siempre frescos y angulosos.
8. Con proporciones variadas de carbonato de calcio.
9. Coloración amarillenta, castaña, crema o grisácea.

Los tópicos abordados a lo largo de esta contribución nos indican que las sedimentitas del Grupo Sarmiento, en particular las chonitas cineríticas, muestran gran coincidencia con los caracteres enumerados (Cf. cuadro 5). En este sentido, sólo se apartarían en lo concerniente a antigüedad ya que se trata de un depósito pre-pleistoceno, a la falta de carbonatos y —en algún grado— a las características cromáticas. Todas estas diferencias indudablemente merecen ser comentadas.

En primer término, es claro que existan diferencias en cuanto al concepto temporal, ya que éste sería el primer caso en el que se interpreta a un depósito pre-cuaternario como loésico. Con todo, es de destacar que algunos autores (Flint, 1957; Gorshkov y Yakushova, 1967) han mencionado al pasar casos de loess pliocenos, pero no del Terciario inferior y medio.

En segundo lugar debemos señalar que buen número de investigadores han encontrado materiales carbonáticos —diseminados o como cuerpos crecionales— en depósitos loésicos, a tal punto que algunos los consideran un carácter sobresaliente. Sin embargo, debemos destacar que existen ejemplos en los que el material carbonático está en bajísimas proporciones (caso del loess pampeano en el que Teruggi, 1957, y Teruggi et al., 1973, han encontrado cifras por lo

común menores al 2 %). Asimismo y si como se supone la distribución y concentración del carbonato se efectúa en condiciones edáficas (Cf. Teruggi et al., op. cit.), el hecho de que los suelos sarmientenses pudieran haber pertenecido a la variedad de molisoles udoles no habría permitido la precipitación del componente por razones climáticas; al respecto, cabe tener en cuenta que la presencia de carbonatos ocurre bajo condiciones muy particulares de temperatura y especialmente de humedad (Merodio, com. pers.). Además, es de destacar que la tan original composición del sedimento, rico en vidrio volcánico ácido y con escasa plagioclasa, anfíbol y piroxenos, no habría permitido la concentración de carbonatos de calcio —por deficiencia del catión— aunque las condiciones paleoambientales hayan sido favorables.

Por último, la cuestión del color de los materiales merece también una consideración. Es indudable que la tonalidad de las sedimentitas analizadas es algo más pálida que la perteneciente a los depósitos loésicos conocidos. Esto, en buena parte, debe responder a fenómenos postdeposicionales que han alterado la tonalidad original de los materiales sarmientenses. Es por tanto nuestra opinión que en un principio los sedimentos deben haber sido algo más oscuros, aunque los procesos diagenéticos en medios oxidantes (ya comentados) serían los responsables de la eliminación de todo vestigio de materia orgánica descompuesta o amorfa que habría sido uno de los elementos más destacados en la pigmentación de los materiales. Asimismo, la falta de carbonatos —en alguna medida— puede marcar diferencias de tonalidad en relación con los depósitos loésicos ricos en esos compuestos.

La cuestión del color de nuestras sedimentitas puede constituirse quizás en un elemento clave en la interpretación. En efecto, quien haya observado muestras de loess o considere al loess más una roca que un depósito sedimentario puede encontrar —al comparar su aspecto con el de las rocas sarmientenses— singulares diferencias. La decoloración diagenética de los depósitos, comentada anteriormente, puede ser la causa de que no se hayan identificado hasta ahora materiales loésicos prepleistocenos, ya que los investigadores se ven forzados por un lado a describir los materiales en términos litológicos menos comprometidos genéticamente (por ejemplo limolitas, areniscas muy finas, fangolitas, chonitas, etc.), y por el otro se han visto privados de un elemento como el color que si bien puede carecer de valor interpretativo es de notable importancia en la descripción y comparación de los depósitos.

A nuestro entender, las dudas (que pueden aún subsistir) sobre el origen de las sedimentitas del Grupo Sarmiento quedan reducidas cuando se las compara con el bien conocidos loess pampeano de nuestro país. En efecto, son notables los puntos en común entre ambas unidades aún en caracteres que pueden parecer minúsculos. A los ya enumerados rasgos generales, se suma una similitud composicional notable, tanto a nivel textural como mineralógico y petrográfico. En el aspecto textural sobresalen la alta angulosidad de los componentes livianos y buen redondeamiento de los pesados (Cf. Teruggi, 1954) y las distribuciones granulométricas limosas con pequeñas colas de arena y arcilla. Desde el punto de vista composicional ambos depósitos loésicos coinciden en la abundancia de individuos poco frecuentes en la naturaleza, tales como vitroclastos y plagiclasas, en la escasez de cuarzo y en las especies pesadas más abundantes. Más aún, el análisis de las proporciones de los distintos componentes aparece a primera vista —y comparada con los primeros estudios sedimentológicos sobre el loess pampeano (Cf. Teruggi, 1957)— como algo diferente, ya que en nuestro caso es destacable la altísima participación de trizas vitreas. Sin embargo, recientes estudios de detalle (Teruggi et al., 1973) muestran, para depósitos loésicos cuaternarios de la zona de Balcarce, amplio dominio del vidrio volcánico sobre el resto de los componentes clásticos livianos.

Además es de destacar que el Grupo Sarmiento como el loess pampeano portan silicofitolitos (Cf. Teruggi, 1954, 1955 b) en proporciones muy parecidas y que el mineral de las arcillas más abundante es la montmorillonita.

Finalmente, la semejanza entre los distintos tipos de chonitas encontrados con variedades pelíticas equivalentes del loess pampeano confirma el parecido entre ambas entidades. Más aún, la llamativa similitud entre el Grupo Sarmiento y los sedimentos cuaternarios de la Pampasia va más allá de los rasgos loésicos puesto que también puede extenderse a los productos ácuos procedentes del retrabajamiento local de los sedimentos primarios (por ejemplo, las capas de homeoconglomerados también descriptos en el loess pampeano por Teruggi, 1954; Teruggi et al., 1972; Spalletti y Mazzoni, 1975). En este sentido, es significativo el parecido existente entre los que hemos considerado sedimentos sub-ácuos y aquellos denominados material loessoide (Russell, 1944) o limos pampeanos (Frenguelli, 1955).

Por último, debemos destacar la magnitud temporal de la aquí interpretada como depositación loésica del Grupo Sarmiento. Si nos atenemos a la información paleontológica y a la ubicación relativa de las edades mamíferos respecto a la cronología absoluta (Marshall et al., 1977), nuestros depósitos choníticos se han formado a lo largo de un intervalo de tiempo no menor a varios millones de años (Eoceno inferior a Oligoceno superior). Esta conclusión es remarcable, ya que implica una duración varias veces superior que la conocida para los depósitos de loess y constituye una nueva prueba de la peculiaridad geológica de la región austral de nuestro país.

En síntesis, las características y duración del proceso deposicional, sumadas a la antigüedad indiscutiblemente terciaria del Grupo y a su riqueza y diversidad paleontológica, confieren caracteres únicos a la unidad que por estos motivos creemos que constituye una de las entidades litoestratigráficas más singulares del registro geológico.

BIBLIOGRAFIA

- AMERICAN GEOLOGICAL INSTITUTE. 1962. — *Dictionary of geological terms*. Dolphin: 541 pp. New York.
- 1974. — *Glossary of geology*. Am. Geol. Inst.: 805 pp. Washington.
- ANDREIS, R. R. 1972. — Paleosuelos de la Formación Musters (Eoceno Medio), Laguna del Mate, Prov. de Chubut, Rep. Argentina. *Rev. Asoc. Min. Petr. Sed.*, 3 (3-4): 91-98.
- : MAZZONI, M. M.; SPALLETTI, L. A. 1975. — Estudio estratigráfico y paleoambiental de las sedimentitas terciarias entre Pico Salamanca y Bahía Bustamante, provincia de Chubut, República Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Arg.* 30 (1). 85-103.
- ARCHANGELSKY, S. 1974. — Sobre la edad de la tafoflora de la laguna del Hunco, prov. de Chubut. *Ameghiniana*, 11 (4): 413-417.
- BATEMAN, A. M. 1957. — *Yacimientos minerales de rendimiento económico*. Omega: 975 pp. Barcelona.
- BAULIG, H. 1970. — *Vocabulaire franco-anglo-allemand de géomorphologie*. Ophrys: 229 pp. París.
- BERTOLDI DE POMAR, H. 1971. — Ensayo de clasificación morfológica de los silicofitolitos. *Ameghiniana*, 8 (3-4): 317-328.
- 1972. — Opalo organógeno en sedimentos superficiales de la llanura santafesina. *Ameghiniana*, 9 (3): 265-279.
- BORDAS, A. F. 1943. — Contribución al conocimiento de las bentonitas argentinas. *Tesis 44*, Museo de La Plata.
- BRANDMAYR, J. 1932. — Informe geológico de la región del Bajo Palangana, Pico Salamanca. *Inf. inéd. YPF*.

- BRIGGS, L. y MIDDLETON, F. V. 1965. — Hydromechanical principles of sediment structure formation. *SEPM, spec. Public.* 12: 5-16.
- CAPPANNINI, D. A. y DOMINGUEZ, O. 1961. — Los principales ambientes geodafológicos de la provincia de Buenos Aires. *IDIA*, 163: 33-39.
- CARVER, R. E. 1972. — *Procedures in sedimentary petrology*. Wiley-Interscience: 653 pp. New York.
- CAZAU, L. 1972. — *Cuenca del Nirihuau-Norquingo-Cushamen*. En Geol. Region. Arg. Acad. Cienc. Córdoba: 727-740.
- CHAFFEE, R. G. 1952. — The Deseadan vertebrate fauna of the Scarritt Pocket, Patagonia. *Bull. Amer. Mus. Nat. Hist.*, 98 (6): 507-562.
- DI LORENZO, M. C. E. DE y REMIRO, J. R. 1960. — Estudio de la arena volcánica caída en mayo de 1960 en Valdivia (Chile) y San Carlos de Bariloche (Argentina). *Comun. Mus. Arg. Cienc. Nat. B. Rivadavia*, Cienc. Geol., 1 (18): 3-17.
- DUFF, P.; HALLAM, A. y WALTON, E. 1967. — *Cyclic sedimentation. Devel. in sedim.* Elsevier: 280 pp. Amsterdam.
- DUNBAR, C. O. y RODGERS, J. 1957. — *Principles of stratigraphy*. Wiley: 356 pp. New York.
- EMBLETON, C. y KING, C. A. M. 1969. — *Glacial and periglacial geomorphology*. Arnold: 608 pp. Edinburgh.
- ETCHEVEHERE, P. H. 1962. — 7ª Aproximación. Un sistema comprensible de clasificación de suelos. *INTA, Miscelánea* 3: 144 pp.
- FLINT, R. F. 1957. — *Glacial and Pleistocene geology*. Wiley: 553 pp. New York.
- FERUGLIO, E. 1949. — *Descripción geológica de la Patagonia*, 2: 346 pp. CONI, Bs. Aires.
- FRENGUELLI, J. 1930 — Partículas de sílice organizada en el loess y en los limos pampeanos. Células silíceas de gramíneas. *An. Soc. Cient. Santa Fe*, 2: 47 pp.
- 1939. — Nidos fósiles de insectos en el Terciario del Neuquén y Río Negro. *Notas Mus. La Plata*, 4 Paleont. (18). 379-402.
- 1955. — Loess y limos pampeanos. *Mus. La Plata, Ser. Técn. y Didáct.* 7: 88 pp.
- GALEHOUSE, J. S. 1972. — Sedimentation analysis. In Carver: 69-94.
- GLENNIE, M. W. 1970. — *Desert sedimentary environments. Devel. in sedim.* 14. Elsevier: 222 pp.
- GONZÁLEZ BONORINO, F. 1973. — Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao-Llao. *Public. 16 Dpto. Recursos Nat. y Energ. Fund. Bariloche*: 53 pp.
- GORSHKOV, G. y YAKUSHOVA, A. 1967. — *Physical geology*. Mir. publ.: 596 pp. Moscú.
- GRIFFITHS, J. C. 1967. — *Scientific method in analysis of sediments*. McGraw Hill: 588 pp. New York.
- HATCH, F. H.; WELLS, A. K. y WELLS, M. K. 1961. — *Petrology of the igneous rocks*. T. Murby: 505 pp. London.
- HEIKEN, G. H. 1972. — Morphology and petrography of volcanic ashes. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83: 1961-1988
- 1974. — An atlas of volcanic ash. *Smithsonian contrib. Earth Sci.* 12: 101 pp.
- INGRAM, R. L. 1972. — Sieve analysis. In Carver: 49-68.
- LLUCH, J. J. y SPALLETTI, L. A. 1976. — Minerales de las arcillas en los sedimentos actuales de la región del Cerro San Lorenzo. Provincia de Santa Cruz. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 31 (1): 23-32.
- MARSHALL, L.; PASCUAL, R.; CURTIS, G. H.; DRAKE, R. E. 1977. — South American Geochronology: Radiometric time-scale for Middle to Late Tertiary Mammal-bearing Horizons in Patagonia. *Science* 195: 1325-1328.
- NICOLINI, P. 1970. — *Gitologie des concentrations minérales stratiformes*. Gauthier-Villars: 792 pp. Paris.

- PASCUAL, R. y ODREMAN, O. E. 1971. — Evolución de las comunidades de los vertebrados del Terciario argentino. Los aspectos paleozoogeográficos y paleoclimáticos relacionados. *Ameghiniana*, 8 (3-4): 372-412.
- 1972. — Las unidades estratigráficas del Terciario portadoras de mamíferos. Su distribución y sus relaciones con los acontecimientos diastróficos. *Actas V Congr. Geol. Arg.*, 3: 293-338.
- PELTZ, S. 1972. — Quelques considérations sur la nomenclature et la classification des pyroclastites. *Bull. Volcanol.*, 35 (2): 295-302.
- PETTIJOHN, F. J. 1964. — *Rocas sedimentarias*. EUDEBA: 731 pp. Bs. Aires.
- PETTIJOHN, F. J.; POTTER, P. E.; SIEVER, R. 1972. — *Sand and sandstone*. Springer: 618 pp. New York.
- POWERS, M. C. 1953. — A new roundness scale for sedimentary particles. *Jour. Sed. Petrol.* 23 (2): 117-119.
- RAGUIN, E. 1961 — *Géologie des gites minéraux*. Masson: 686 pp. Paris.
- RUSSELL, R. J. 1944. — Lower Mississippi Valley loess. *Geol. Soc. Am. Bull.* 55 (1): 1-40.
- SELLEY, R. C. 1969. — Studies of sequence in sediments using a simple mathematical device. *Quart. Jour. Geol. Soc. London* 125: 557-581.
- SIMPSON, G. G. 1941. — The Eocene of Patagonia. *Am. Mus. Novitates* 1120: 1-15.
- SPALLETTI, L. A. y MAZZONI, M. M. 1975. — Nuevo ordenamiento y significado de pséfita intraformacionales. *Rev. Asoc. Min. Petr. Sed.* 6 (1-2): 1-10.
- TERUGGI, M. E. 1949. — Contribución a la psamografía argentina: las arenas de la zona de Mar del Ajó (Provincia de Buenos Aires). *Notas Mus. La Plata* 14. *Geología* (61): 409-441.
- 1954. — El material volcánico-piroclástico en la sedimentación cuaternaria argentina. *Rev. Asoc. Geol. Arg.* 9 (3): 184-191.
- 1955a. — Apéndice del trabajo Loess y limos pampeanos. *Mus. La Plata Ser. Téc. y Didáctica*. 7: 85-88.
- 1955b. — Algunas observaciones microscópicas sobre vidrio volcánico y ópalo organógeno en sedimentos pampeanos. *Notas Mus. La Plata* 18, *Geología* (66): 17-26.
- 1957. — The nature and origin of Argentine loess. *Jour Sed. Petrol.*, 27 (3): 322-332.
- ANDREIS, R. R.; MAZZONI, M. M.; DALLA SALDA, L. H.; SPALLETTI, L. A. 1972. — Nuevos criterios para la estratigrafía del Cuaternario de las barrancas de Mar del Plata-Miramar. *An. Lemit. Bs. As.*, 2 (268): 135-148.
- SPALLETTI, L. A.; DALLA SALDA, L. H. 1973. — Paleosuelos en la sierra de Bachicha, Partido de Balcarce, Provincia de Buenos Aires. *Rev. Mus. La Plata, nva. ser., sec. geol.* 8 (67): 227-256.
- ; MAZZONI, M. M.; SPALLETTI, L. A.; ANDREIS, R. R. 1977. — Las rocas piroclásticas. *Asoc. Geol. Arg. Publ.* (en prensa).
- TURNER, J. C. M. 1965 a — Estratigrafía de Aluminé y adyacencias (Provincia del Neuquén). *Rev. Asoc. Geol. Arg.* 20 (2): 153-184.
- 1965 b. — Estratigrafía de la comarca de Junín de los Andes (Provincia del Neuquén). *Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba* 44 (1-4): 5-52.
- TURNER, F. J. y VERHOOGEN, J. 1960. — *Igneous and metamorphic petrology*. McGraw Hill: 694 pp., New York.
- WHITTEN, D. G. A. y BROOKS, J. R. B. 1972. — *The Penguin dictionary of geology*. Penguin: 487 pp., Middlessex.
- WILLIAMS, H.; TURNER, F. J. y GILBERT, CH. M. 1954. — *Petrography*. W. H. Freeman & Co.: 406 pp., San Francisco.